

**Migration de cordons littoraux par processus de débordements
de tempête dans le cadre d'une transgression marine,
Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg**
**Inland Migration of Barrier Beaches by Overwash Processes
and Marine Transgression (Kvadehuk, Brögger Peninsula,
Spitsbergen)**
**Landeinwärtsbewegung von Strandgürteln durch einen
Overwash-Prozess im Rahmen einer Meeresstransgression
(Kvadehuk, Brogger-Halbinsel, Spitzbergen)**

Arnaud Héquette et Marie-Hélène Ruz

Volume 40, numéro 2, 1986

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032639ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032639ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Héquette, A. & Ruz, M.-H. (1986). Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. *Géographie physique et Quaternaire*, 40(2), 197–206. <https://doi.org/10.7202/032639ar>

Résumé de l'article

L'étude de la morphologie, de la structure stratigraphique et de la dynamique de cordons de barrage constitués de matériel grossier, situés à l'extrémité nord-ouest de la péninsule de Brögger au Spitsberg (78°58'N, 11°20'E), a révélé un mouvement de ces accumulations littorales vers la terre par un processus de débordement de tempête. La datation de mousses enfouies sous les cordons actuels et apparaissant sur leur face marine a indiqué que ce mouvement débuta avant 2100 BP. De plus, la découverte de sols structurés périglaciaires sous le niveau des plus basses mers démontre que la migration des cordons s'est effectuée pendant une phase de transgression marine. Un niveau marin plus bas que l'actuel pendant l'Holocène doit donc être envisagé. Des dépôts immergés à - 15 m à l'avant des cordons avaient été précédemment interprétés comme les témoins d'une ligne de rivage fini-weichselienne; il paraît plus vraisemblable aujourd'hui de les considérer comme datant de l'Holocène. Une transgression marine ayant été démontrée dans ce secteur, on peut envisager qu'un tel événement ait pu se produire à plusieurs reprises pendant le relèvement isostatique post-weichselien, ce qui expliquerait le développement considérable des plages tardiglaciaires soulevées que l'on trouve entre 30 et 45 m d'altitude.

MIGRATION DE CORDONS LITTORAUX PAR PROCESSUS DE DÉBORDEMENTS DE TEMPÊTE DANS LE CADRE D'UNE TRANSGRESSION MARINE, KVADEHUK, PÉNINSULE DE BRÖGGER, SPITSBERG

Arnaud HÉQUETTE* et Marie-Hélène RUZ, Laboratoire de géographie de la mer, UA 904 du CNRS, Université de Bretagne occidentale, B.P. 814, 29285 Brest Cedex, France.

RÉSUMÉ L'étude de la morphologie, de la structure stratigraphique et de la dynamique de cordons de barrage constitués de matériel grossier, situés à l'extrémité nord-ouest de la péninsule de Brögger au Spitzberg (78°58'N, 11°20'E), a révélé un mouvement de ces accumulations littorales vers la terre par un processus de débordement de tempête. La datation de mousses enfouies sous les cordons actuels et apparaissant sur leur face marine a indiqué que ce mouvement débuta avant 2100 BP. De plus, la découverte de sols structurés périglaciaires sous le niveau des plus basses mers démontre que la migration des cordons s'est effectuée pendant une phase de transgression marine. Un niveau marin plus bas que l'actuel pendant l'Holocène doit donc être envisagé. Des dépôts immergés à -15 m à l'avant des cordons avaient été précédemment interprétés comme les témoins d'une ligne de rivage fini-weichselienne; il paraît plus vraisemblable aujourd'hui de les considérer comme datant de l'Holocène. Une transgression marine ayant été démontrée dans ce secteur, on peut envisager qu'un tel événement ait pu se produire à plusieurs reprises pendant le relèvement isostatique post-weichselien, ce qui expliquerait le développement considérable des plages tardiglaciaires soulevées que l'on trouve entre 30 et 45 m d'altitude.

ABSTRACT *Inland migration of barrier beaches by overwash processes and marine transgression (Kvadehuk, Brögger peninsula, Spitsbergen).* The morphology, the internal structure and the dynamic processes affecting coarse clastic barrier beaches located at the north-west extremity of Brögger Peninsula in Spitsbergen (78°58'N, 11°20'E) revealed an inland migration of these coastal accumulation features by overwash processes. The age determination of a buried moss peat exposed on the shore face under the barriers revealed that this movement began before 2100 BP. In addition, the discovery of patterned ground below the maximum low-tide limit shows that the barrier beach migration occurred during a sea level rise. Consequently, it indicates that sea level was below the present during the Holocene. Submarine deposits in front of these beaches, at a depth of 15 m, were previously interpreted as remnants of a Late Weichselian strandline; it seems more likely now that they could be of Holocene age. As a marine transgression has been demonstrated in this area, it seems that such events may have occurred several times during the postglacial isostatic uplift. Therefore, short transgressions could be responsible for the large development of the Late Weichselian raised beaches which are situated between 30 and 45 m in altitude.

ZUSAMMENFASSUNG *Landeinwärtsbewegung von Strandgürteln durch einen Overwash-Prozess im Rahmen einer Meerestransgression (Kvadehuk, Brögger-Halbinsel, Spitzbergen).* Die Untersuchung der Morphologie, Stratigraphie und Dynamic der Grobstoffstrandgürtel an der Nordwestspitze der Brögger-Halbinsel auf Spitzbergen (78°58'N, 11°20'W) ergab eine Landeinwärtsbewegung dieser Strandansammlung durch einen Sturmüberflutungsprozess (*overwash*). Die Gegenwart eines unter den Strandgürteln liegenden, auf ihrer Seeseite erscheinenden Bodens verrät, dass diese Gürtel vor ihrer heutigen Lage liegen mussten, dann zurückwichen, wobei sie den Boden zudeckten. Ferner beweist die Entdeckung von Steinkreisen und Periglaziale Formen unter dem tiefsten Meeresstand, dass die Gürtelwanderung während einer Meerestransgression geschah. Ein im Holozän tiefer liegender Meeresspiegel muss also ins Auge gefasst werden. Vor diesen Gürteln in 15-Metertiefe versunkene Ablagerungen wurden vorher als Zeugnisse einer spätglazialen Strandline interpretiert; heute ist es wahrscheinlicher, sie als zum Holozän zugehörig zu betrachten. Die Erweisung einer Meerestransgression gestattet nun die Vorstellung, dass ein solches Ereignis mehrmals während der durch das Abschmelzen der Weichsel-Eismassen bewirkten Emersion vorkam, was die beachtliche Entwicklung der spaglazialen Hochstrände, die man in 30-45-Meterhöhe vorfindet, erklären könnte.

* Adresse actuelle: 1304, av. Carswell, Sainte-Foy, Québec G1W 3R5.

INTRODUCTION

Les formes d'accumulations marines constituées de matériel grossier sont très communes dans les hautes latitudes. Au Spitsberg, il existe une grande diversité de types d'accumulations meubles littorales développées dans des graviers et des galets: flèches à pointe libre, flèches triangulaires, cordons de barrage,... Des cordons de barrage ont été étudiés en péninsule de Brøgger dans le cadre de deux missions qui se sont déroulées pendant les étés 1983 et 1985. Depuis quelques années, les cordons sableux et sablo-graveleux ont fait l'objet de nombreuses études (HAYES et KANA, 1976; LEATHERMAN, 1976, 1979; CARTER et ORFORD, 1980, 1981; ORFORD et CARTER, 1982, 1984), alors que les accumulations de sédiments plus grossiers ont été délaissées.

L'étude de la dynamique morphologique et sédimentologique des cordons littoraux de l'extrémité de la péninsule de Brøgger a mis en évidence l'existence d'un mouvement de ces cordons vers la terre. La découverte de figurations péglaciaires immergées en bas d'estran a révélé que cette migration des accumulations littorales s'est effectuée pendant une phase de transgression marine.

PRÉSENTATION DU SECTEUR D'INVESTIGATION

La péninsule de Brøgger se termine dans sa partie nord-ouest par un large strandflat étagé (Kvadehuksletta) qui en amont débute au pied d'un vigoureux escarpement limitant le haut plateau de Steinflaen (fig. 1). Le strandflat de Kvadehuk est formé dans sa majeure partie de larges gradins perchés, découpés dans des calcaires ou des grès. Il se prolonge également sous le niveau de la mer en une plateforme d'une largeur de 1500 à 2000 m et de 10 m de profondeur moyenne.

De la ligne de rivage actuelle à 80 m d'altitude, les terrasses étagées sont recouvertes de formations détritiques de plages isostatiquement soulevées qui constituent une des séries de plages soulevées les mieux conservées au Spitsberg. Les dépôts marins supérieurs ont un âge d'au-moins 35 000 ans et dateraient du dernier interglaciaire ou d'un interstade weichselien (FORMAN et MILLER, 1984; FORMAN *et al.*, 1986). À partir de 45 m, les dépôts de plages se succédant en altitudes et en âges décroissants sont tardiglaciaires et holocènes. Tout comme les cordons actuels, les cordons anciens sont séparés les uns des autres par des zones déprimées et marécageuses qui ont remplacé d'anciennes lagunes maintenant exondées où se développent des sols polygonaux et des cercles de pierre.

Les cordons littoraux actuels prennent appui sur des promontoires rocheux de calcaire carbonifère. La côte septentrionale compte deux cordons de barrage, dont le plus oriental — celui de Hukbogen — s'étend sur une longueur de 2,4 km, alors qu'à l'est de la pointe Kvadehuk on trouve un cordon de taille plus réduite (fig. 1). Tous deux sont puissamment développés, pouvant atteindre une hauteur de 3 m et une largeur de 45 m.

Ces cordons littoraux sont très exposés aux houles du large, car rien n'entrave leur course lorsqu'elles viennent de

l'ouest ou du nord-ouest. En l'absence d'observations sur le régime des houles, nous nous sommes basés sur les données anémométriques recueillies de 1975 à 1984 à la station de Ny-Alesund, située dans le Kongsfjord à 11 km de Kongsfjordneset. Les plus forts vents d'ouest et de nord-ouest se manifestent principalement en octobre, novembre et décembre, avec des pointes de 16 à 20 m/s. Ils peuvent souffler pendant plusieurs heures à des vitesses de 12-13 m/s, ce qui correspond à des vents de force 6 sur l'échelle Beaufort. Si l'on se réfère à l'abaque de BRETSCHNEIDER (1965), de tels vents peuvent engendrer des vagues d'une hauteur moyenne de 2,9 m en eau profonde. En plus des variations quotidiennes du niveau de la mer liées au rythme des marées (marnage moyen: 1,1 m), les variations de la pression atmosphérique peuvent également faire sensiblement monter le niveau marin. Des surélévations de l'ordre de 0,5 m ont ainsi été observées à Ny-Alesund (WISEMAN *et al.*, 1981).

Le rivage de l'extrémité de la péninsule de Brøgger connaît une situation d'englacement tout à fait exceptionnelle à une telle latitude. En raison de l'influence de la branche nord de la dérive nord-atlantique, issue du Gulf Stream, cette région (exception faite des fjords) n'est immobilisée par la banquise qu'en janvier en moyenne, parfois en février, et libérée dès le mois d'avril (KERGOMARD, 1982a, 1982b).

MORPHOLOGIE ET DYNAMIQUE DES CORDONS ACTUELS

MORPHO-SÉDIMENTOLOGIE DES CORDONS

Ces accumulations littorales sont constituées de matériel grossier: sables grossiers, graviers et galets, essentiellement de calcaire et de grès, surmontant une plage de sables et de graviers.

Le profil des cordons se subdivise en différentes parties dont la pente et la granulométrie des sédiments de surface, reflètent des conditions hydrodynamiques particulières (fig. 2 et 3). Le segment inférieur représente l'estran estival où prédomine l'action du jet de rive et de la nappe de retrait, qui trient le matériel (sables du haut de plage: Mz: 0,36 mm, Si: 0,52 ϕ ; graviers du bas de plage: Mz: 8,1 mm, Si: 0,72 ϕ) et régularisent la pente (11°, soit un gradient de 1:8). La limite supérieure de cette plage azonale est marquée par un gradin de haute mer en graviers au-dessus duquel se situe une plage à trous, plage caractéristique des rivages arctiques. L'aspect chaotique de cette plage est dû à la fonte sur place de glace échouée et de débris de pied de glace. L'échouage des glaces sur l'estran, et la poussée de celles-ci sur le haut de plage où elles sont enfouies sous le sédiment, se produit préférentiellement lors de l'engel au début de l'hiver (NICHOLS 1961; HUME et SCHALK, 1964; SHORT, 1976). Cette glace d'échouage est alors préservée pendant l'hiver, puis lors de la fonte elle provoque ce paysage de bombements et de creux. Cette zone garde une empreinte glacielle tant que les vagues ne l'atteignent pas: une topographie irrégulière et un très mauvais tri du matériel (MOIGN et HÉQUETTE, 1985). La plage à trous est dominée par une crête sommitale en galets. La pente externe de celle-ci est parfois abrupte (jusqu'à

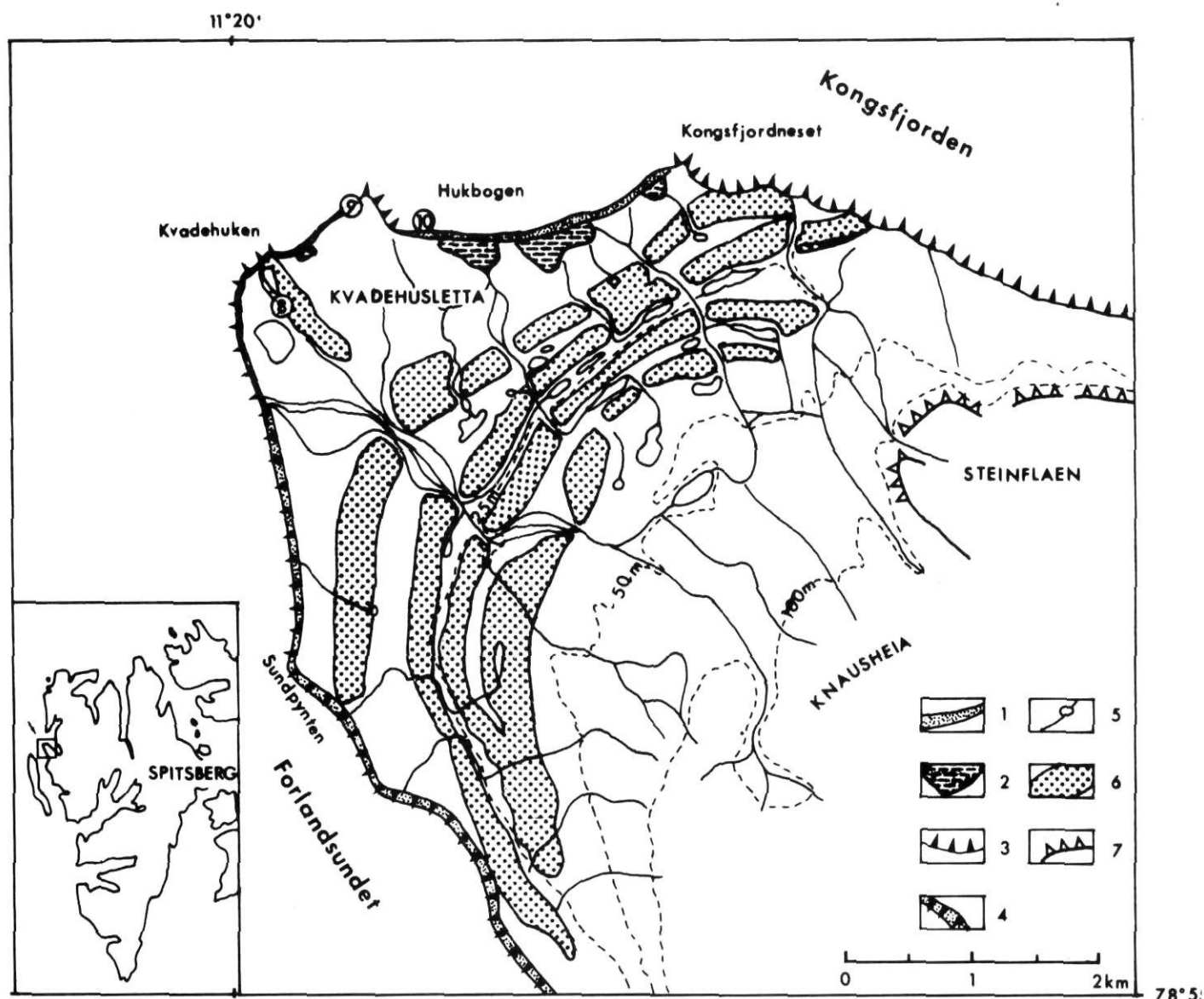


FIGURE 1. Le strandflat de Kvadehuk (d'après la carte topographique à 1/50 000 du Norsk Polarinstitut (Oslo) et photographies aériennes). 1: Cordons littoraux actuels; 2: Lagunes actuelles; 3: Falaises vives; 4: Falaises bordées d'une plage; 5: Cours d'eau et anciennes lagunes; 6: Cordons soulevés tardiglaciaires et postglaciaires; 7: Escarpement rocheux; 8: GX-9908; 9: Beta-13799; 10: Beta-13800.

The strandflat of Kvadehuk (from the topographic map of the Norsk Polarinstitut (Oslo) at a scale of 1: 50,000 and aerial photographs). 1: Modern barrier beaches; 2: Modern lagoons; 3: Active cliffs; 4: Cliffs bordered by a beach; 5: Rivers and old lagoons; 6: Late Weichselian and Holocene raised beaches; 7: Rocky scarp; 8: GX-9908; 9: Beta-13799; 10: Beta-13800.

36°), alors que son revers s'abaisse plus doucement vers la lagune. La crête des cordons s'élève parfois à plus de 2 m au-dessus du niveau des hautes mers moyennes, aussi n'est-elle atteinte que par de fortes vagues de secteur ouest ou nord-ouest. Cette crête de tempête est probablement fonctionnelle en automne et au début de l'hiver, alors que soufflent des vents violents de même direction, que la mer n'est pas encore prise par la banquise et que les cordons ne sont toujours pas protégés par le pied de glace, comme c'est le cas au printemps. Il se forme à Kvadehuk un important pied de glace de tempête qui recouvre la crête sommitale des cordons et se poursuit sur leur revers (WISEMAN *et al.*, 1981). En raison de son ampleur, ce pied de glace peut subsister

très tard dans la saison, comme nous avons pu l'observer en août 1983, alors que des pieds de glace résiduels parsemaient encore le sommet des cordons. Tant que la crête de tempête est ainsi fossilisée, elle est préservée de tout processus pouvant affecter sa morphologie ou sa sédimentologie.

DYNAMIQUE ET PROCESSUS: UNE SÉDIMENTATION PAR DÉBOREMENTS DE TEMPÊTE

Des bois flottés ont été projetés sur le sommet du cordon et en arrière de celui-ci. Les galets qui recouvrent uniformément le revers sont orientés vers la terre et témoignent de l'action

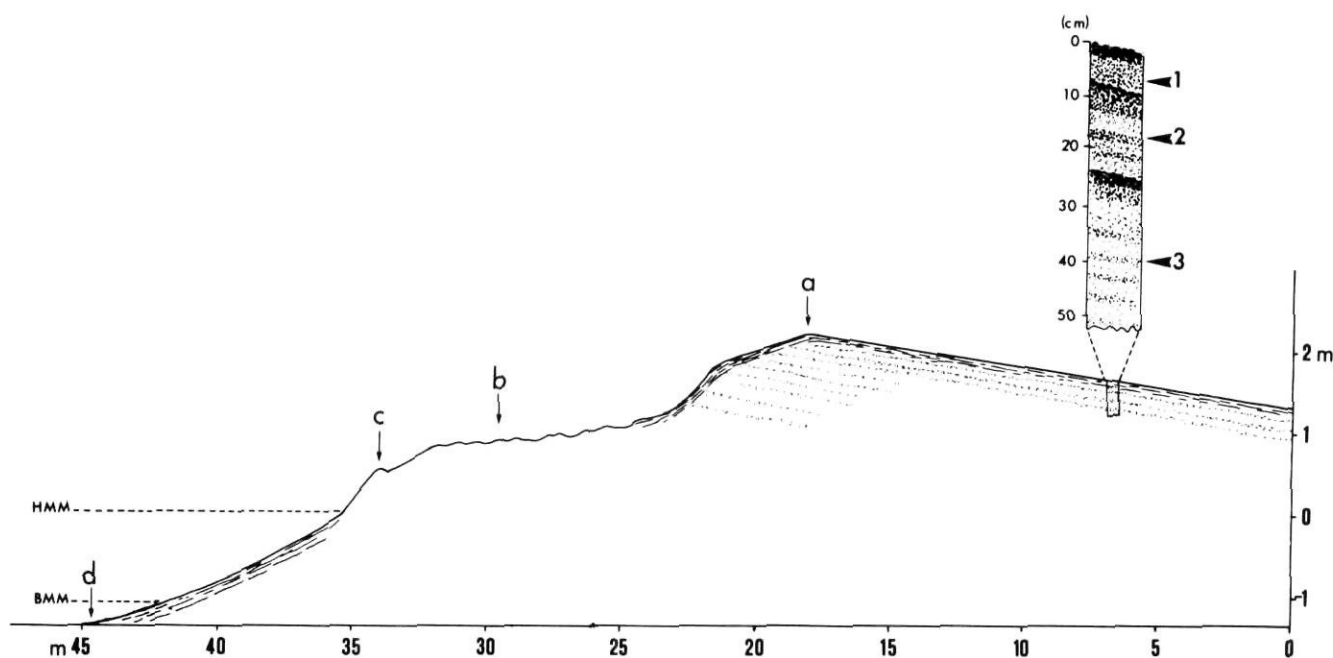


FIGURE 2. Morphologie et structure stratigraphique du cordon de Hukbogen. a: Crête de tempête; b: Plage à trous; c: Gradin de haute mer; d: Emplacement des ostioles; 1, 2 et 3: Séquences de sédimentation par débordements de tempête montrant la succession de lits sableux et graveleux; H.M.M.: Hautes mers moyennes; B.M.M.: Basses mers moyennes.

Morphology and internal structure of Hukbogen barrier beach. a: Storm berm; b: Pitted beach; c: Beach ridge; d: Mudboils location; 1, 2 and 3: Overwash sedimentation sequences showing the succession of sands and gravel layers; H.M.M.: Mean high-tide limit; B.M.M.: Mean low-tide limit.

de lames de débordement. On remarque également une série de brèches qui entaillent régulièrement la crête du cordon. Chaque brèche se poursuit en chenal sur le revers pour se terminer dans la lagune en un épandage en éventail (fig. 4).

Il existe une grande similitude entre ces formes, dues aux débordements de tempêtes, et les *washover fans* observés sur les îles-barrières sableuses de la côte est des États-Unis et les cordons sablo-graveleux du sud-est de l'Irlande (LEATHERMAN, 1976; CARTER et ORFORD, 1981), quoique ceux-ci soient de dimensions plus importantes. La différence de taille du matériel en est la cause: étant plus grossier à Kvadehuk, la perte de compétence de la lame de débordement n'en est que plus rapide en raison d'une plus grande infiltration dans les galets et les graviers, et les lobes de débordement sont moins bien développés.

À notre connaissance, il n'existe pas dans la littérature de description de *washover fans* dans les galets. Les débordements de tempête sont communs dans les cordons de galets, comme celui de la baie d'Audierne en Bretagne, par exemple, mais les débordements n'y produisent pas d'incision de la crête, ni de chenal et d'épandage en éventail sur le revers.

Pour que ce type de forme se réalise, il est indispensable que l'eau ne puisse plus s'infiltrer dans le cordon. Tant que la lame d'eau montante peut s'infiltrer, elle peut provoquer en atteignant la crête du cordon une accréation sommitale verticale (*overtopping*) par perte rapide de compétence. Si le processus est continu et que l'apport liquide est suffisamment important, le cordon sera saturé. Le volume de la lame d'eau

montante ne pouvant plus être entièrement absorbé par percolation, le jet de rive pourra franchir la crête en l'entaillant, lessivera les sédiments et les entraînera vers l'intérieur où ils se déposeront en s'étalant en éventail (fig. 5). La saturation en eau est ici favorisée par les eaux d'infiltration des lagunes qui percolent au travers des cordons et réapparaissent sur l'estran à marée basse. Toutefois, dans le cas présent, pour que le point de saturation soit atteint dans du matériel si grossier, il semble qu'il soit nécessaire que la couche imperméable du sommet du pergélisol se trouve à proximité de la surface pour favoriser la saturation en eau de la couche supérieure du cordon. Ceci pourrait expliquer le fond plat des chenaux de débordements — ce qui est une caractéristique zonale — la remontée au début de l'hiver du sommet du pergélisol empêchant le flux liquide de débordement de surcreuser efficacement son chenal. En outre, comme le pied de glace protège les cordons de tout processus morpho-sédimentologique pendant les mois d'hiver et de printemps, les modifications morphologiques des cordons dues aux débordements de tempête ne peuvent se produire qu'en dehors de cette période.

Le processus d'accréation sommitale, puis de débordement, est conditionné par la présence en haut d'estran d'une rampe de déferlement, plan incliné dont la pente est telle qu'elle permet au jet de rive d'atteindre le sommet du cordon (ORFORD et CARTER, 1982, 1985). La construction d'une rampe de déferlement est liée à l'existence d'une berme ou d'une surface habituellement supra-tidale sur laquelle elle pourra se mettre en place. Dans le cas présent, la plage à trous joue le rôle de terrasse supra-tidale. À haute mer, par fortes houles

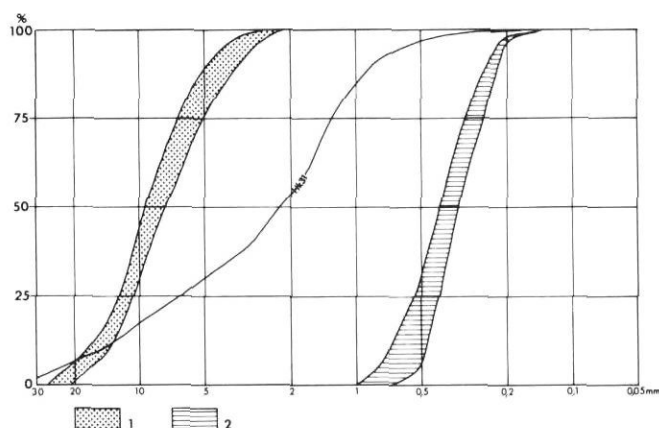


FIGURE 3. Courbes granulométriques du matériel du cordon de Hukbogen. 1: Enveloppe granulométrique des sédiments de bas de plage; 2: enveloppe granulométrique des sédiments de haut de plage; Hk 31: courbe granulométrique type de matériel de plage à trous. Les sédiments de l'estran sont moyennement classés car les prélèvements furent effectués en début de saison estivale alors que la plage était encore en voie de remaniement post-hivernal.

Grain size curves of sediments from Hukbogen barrier beach. 1: Size distribution of material from the upper foreshore; 2: Size distribution of material from the lower foreshore; Hk 31: Typical grain size curve of pitted beach material. The foreshore sediments are moderately sorted because of the early sampling in the summer while the sediment was still being reworked after the winter.



FIGURE 4. Lobes de débordements de tempête dans la lagune de Hukbogen.

Washover fans in the Hukbogen lagoon.

conjuguées à une marée de grande amplitude (ou lors d'une baisse importante de la pression atmosphérique) les vagues pourront atteindre cette surface et y déposer du matériel. Les houles du large en abordant la forte pente de la plage se cambrent en raison de la réfraction sur le fond et se transforment en vagues à déferlement déversant ou à déferlement à gonflement. De telles vagues, qui induisent une vitesse maximale au niveau du fond (fig. 6), provoquent un mouvement net des sédiments vers le haut de plage, car elles favorisent le jet de rive par rapport à la nappe de retrait (HUNTLEY et



FIGURE 5. Chenal de débordement incisant la crête de tempête et lobe de débordements s'étendant vers la lagune, cordon de Hukbogen.

Washover channel cutting the barrier crest and washover fan extending toward the lagoon, Hukbogen barrier beach.

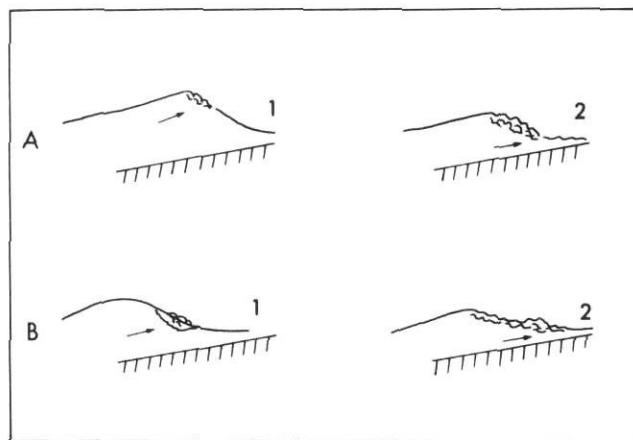


FIGURE 6. Types de déferlement de vagues à la côte (d'après LACOMBE, 1965 et GALVIN, 1972). A: Déferlement déversant; B: Déferlement à gonflement.

Breaker types in the nearshore zone (after LACOMBE, 1965 and GALVIN, 1972). A: Spilling breaker; B: Surging breaker.

BOWEN, 1975; KEMP, 1975). L'écoulement de la nappe de retrait s'effectuant par simple gravité, sa compétence et sa capacité sont fonction de la pente du versant (ZENKOVICH, 1967). Aussi, la vitesse d'écoulement du courant de retour est-elle faible sur la terrasse supra-tidale où prédomine donc l'accumulation. Ce processus conduit à la construction d'une rampe de déferlement grâce à laquelle le jet de rive des vagues de tempêtes, pourra atteindre et franchir la crête sommitale du cordon et produire un lobe de débordement (fig. 7).

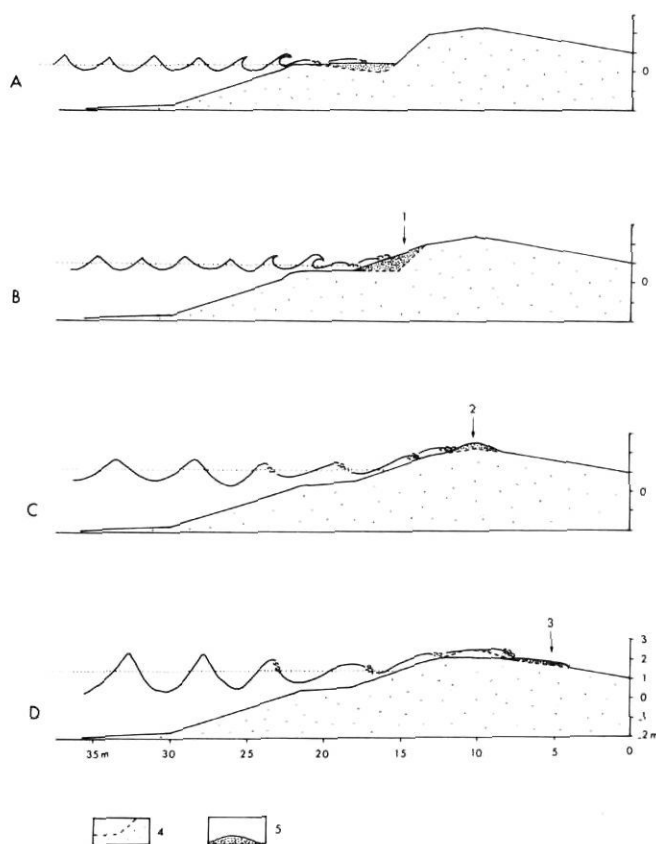


FIGURE 7. Illustration de la construction d'une rampe de déferlement, et de débordement de tempête, à Kvadehuken, en relation avec l'élévation momentanée du niveau de la mer (le zéro de l'échelle des hauteurs correspond au niveau moyen des hautes mers; la ligne pointillée au niveau de la mer du moment). A: Accumulation dans la zone supra-tidale par une mer agitée lors d'une marée de fort coefficient; B: Construction d'une rampe de déferlement; C: Accrétion sommitale verticale sous l'effet de houles de tempête; D: abaissement de la crête sommitale et dépôt de débordement en éventail sur le revers; 1: rampe de déferlement; 2: accrétion sommitale; 3: lobe de débordements; 4: profil antérieur; 5: nouvelle accumulation.

Schematic sketch showing the construction of a swash ramp and a washover fan at Kvadehuken in relation with the temporary rise of sea level (zero on the vertical scale corresponds to the mean high-tide level; the dotted line to the water level of the particular moment). A: Accumulation in the up-tidal zone with increasing waves during a high range tide; B: Swash ramp construction; C: Crestal accretion (overtopping) with storm swells; D: Lowering of the crest height and fan shape washover sedimentation at the back of the barrier; 1: Swash ramp; 2: Crestal accretion; 3: Washover fan; 4: Former profile; 5: Recent accumulation.

Le rétablissement de conditions atmosphériques plus normales pourra provoquer l'érosion de cette accumulation supra-tidale et même un recul frontal de la face externe du cordon. C'est ce que nous avons observé à Kvadehuken: en 1983, la terrasse supra-tidale était prolongée par une accumulation de pente régulière jusqu'au sommet du cordon, alors qu'en 1985, la face externe du cordon présentait un abrupt de plus de 1,5 m de hauteur excluant toute possibilité de débordements de tempête. Il est fort peu probable qu'une poussée glacielle ait pu redresser de la sorte la face externe du cordon sans

en perturber la stratification qui ici révélait une érosion (couches tronquées). À la base de cet escarpement, une plage à trous très développée était présente, prouvant que la mer n'avait pas atteint ni régularisé cette surface depuis la disparition du pied de glace. Cet abrupt est donc probablement une forme d'érosion liée à l'effondrement de sections de pied de glace de tempête ayant provoqué un arrachement du matériel devenu moins cohérent en début d'été avec la hausse des températures.

Le processus de débordement de tempête, bien que peu fréquent (peut-être ne se produit-il seulement qu'à plusieurs années d'intervalles), conditionne la dynamique d'ensemble des cordons et apparaît comme étant le facteur déterminant de leur évolution comme l'a révélé la structure stratigraphique du revers du cordon de Hukbogen. Celle-ci est caractéristique de sédimentation par débordements telle que décrite par ORFORD et CARTER (1982). On y observe des séquences bien stratifiées, de faible pendage vers la terre, de minces lits de sables grossiers et de graviers devenant de plus en plus grossiers vers le haut jusqu'à un horizon de galets et de graviers (fig. 2). Nous avons pu observer, dans une coupe mise à jour par l'écoulement des eaux d'une lagune en un exutoire qui tronçonne le cordon de Hukbogen, trois séquences superposées de ce type qui témoignent de trois phases distinctes de dépôt. La répétition du processus de débordement provoque l'abaissement de la crête et l'étalement des sédiments vers l'arrière du cordon qui se traduit sur le revers par une superposition de dépôts faiblement inclinés. Un cordon littoral peut de cette façon migrer de la mer vers la terre sous l'effet de débordements de tempête et les accumulations littorales constituées de sédiments grossiers sont particulièrement sensibles à ce mécanisme, car le transport sur le revers de matériel comme des graviers et des galets a un caractère irréversible en ce qu'aucune action éolienne ne peut par la suite retransporter ces éléments vers la plage, comme dans le cas de cordons sableux.

Nous sommes en présence à Kvadehuken du même type de phénomène. D'une part, les lobes ou épandages de débordement en éventail tendent à combler les lagunes, ce qui montre un mouvement du matériel vers l'intérieur (ce que tend également à montrer la stratification de la partie interne du cordon); d'autre part, la face marine du cordon montre une importante érosion et un recul: le cordon est souvent tronqué, laissant apparaître des couches stratifiées doucement inclinées vers la terre; la stratification normale d'estran dans ce cas (i.e. inclinaison des couches vers la mer) ne se retrouve alors que plus bas au niveau de l'estran estival.

De plus, à l'enracinement est de la petite accumulation de Kvadehuken, ainsi que dans la partie septentrionale du cordon littoral joignant Sundpynten à la pointe Kvadehuken, alors que les dépôts de débordements de tempête, au fur et à mesure de leur avance vers l'intérieur, enfouissant progressivement un sol recouvert de mousses, l'érosion de la face externe du cordon laisse apparaître en haut d'estran un sol enfoui de même nature. La couche de mousses possède une épaisseur moyenne de 5 cm et recouvre un horizon oxydé de couleur orange développé dans le substratum calcaire

gélivé. Par endroits les mousses recouvrent directement la roche en place. L'épaisseur des mousses, à l'arrière des cordons, est de 5 à 10 cm, ce qui laisse croire qu'elles correspondent à celles qui sont exhumées sur la face marine. Un échantillon de mousses a été prélevé en haut d'estran à 1,5 m au-dessus du niveau des hautes mers, à environ 700 m au nord de la pointe Kvadehuken (fig. 1). Ces mousses, qui dans ce secteur étaient enfouies sous une crête de tempête d'1 m de hauteur, constituée principalement de graviers, ont révélé un âge de 2100 ± 135 BP (Beta - 13799). Ces mousses n'ont évidemment pu se développer qu'à l'arrière d'une accumulation littorale, ce qui implique que le cordon a dû nécessairement se situer à l'avant de sa position actuelle, puis reculer en enfouissant ce sol à partir d'au-moins 2100 BP.

Bien qu'en certains cas des cordons littoraux puissent migrer vers la terre sans que cela soit dû à une transgression marine (CARTER et ORFORD, 1984), dans le cas présent d'autres éléments indiquent qu'une hausse relative du niveau marin a été à l'origine du recul des cordons vers la terre.

PREUVES D'UNE TRANSGRESSION MARINE

DÉCOUVERTE DE SOLS STRUCTURÉS PÉRIGLACIAIRES IMMERGÉS

Dans la partie ouest de Hukbogen, nous avons pu observer en bas d'estran, à la faveur d'une marée de grande amplitude (1,75 m), des sols structurés périglaciaires à un niveau non habituellement découvert par la marée et même sous la limite des plus basses mers.

À la limite des basses mers et dans la zone infratidale apparaissent des ostioles de 80 cm de diamètre développées dans une boue glacio-marine à blocs (fig. 8). En contrebas, sont visibles de grands cercles de pierres (diamètre: 1,5 – 2 m) immergés à plus d'1 m de profondeur par rapport aux basses mers moyennes. À la surface des ostioles, dont les contours sont encore bien dessinés malgré l'action des vagues, des coquilles des espèces *Mya truncata* et *Hiatella arctica* ont été expulsées.

Les ostioles sont des cercles de boue dont le centre est constitué de matériel limono-argileux relativement bien trié. Tout comme les cercles de pierres, ces formes sont des figurations périglaciaires qui ne se rencontrent que dans les sols subissant un gel suffisamment intense pour produire des pressions nécessaires au soulèvement des cailloux et au triage du matériel. Les processus sont complexes, mais on admet généralement que le triage du matériel par le froid est causé par des changements de pression intergranulaire dus à la congélation et à la décongélation (WASHBURN, 1956, 1969; VAN VLIET-LANOË, 1982, 1985).

La formation d'ostioles avec expulsion à la surface des particules fines et des coquilles ainsi que le développement de cercles de pierres dont certains atteignent 2 m de diamètre exigent d'une part un gel intense dans le sol et d'autre part la succession de nombreux cycles gel-dégel. Comme la profondeur de pénétration du froid est une variable fondamentale à prendre en considération pour la formation de sols structurés,



FIGURE 8. Restes d'ostioles en bas d'estran, cordon de Hukbogen. Relic mudboils in the lower foreshore, Hukbogen barrier beach.

il est peu vraisemblable que ceux-ci se soient développés sous le niveau de la mer. En effet, pendant l'hiver la mer ne gèle qu'en surface et le fond est isolé du froid par une épaisseur d'eau libre. D'après DIONNE (1974), qui a observé des figurations périglaciaires sur hauts-fonds et rivages de lacs au Québec subarctique, l'élaboration de telles structures ne peut se produire que sur une surface subaérienne ou très faiblement ennoyée, car toute épaisseur d'eau libre entre la glace de surface et le fond a pour effet d'isoler celui-ci de l'action du froid et d'y interdire la formation de figurations périglaciaires.

On ne peut donc expliquer leur présence sous l'eau que par une submersion postérieure à leur formation. Par conséquent, on doit envisager un niveau marin plus bas que l'actuel pendant l'Holocène, puis une transgression marine ayant par la suite ennoyé ces formes.

UNE RÉOCCUPATION RÉCENTE D'UNE LIGNE DE RIVAGE DATANT DU DÉBUT DE L'HOLOCÈNE

Pendant la dernière glaciation, le niveau de la mer était beaucoup plus bas que l'actuel, puis vers la fin du Weichsel la fonte des glaces provoqua une élévation du niveau marin qui submergea le continent encore déprimé par le poids de l'inlandsis. L'émergence postglaciaire, due au soulèvement isostatique, débuta il y a approximativement 13 000 ans en péninsule de Brögger à un rythme relativement lent (au plus 5 m/1000 ans jusqu'à 10 000 BP) (FORMAN *et al.*, 1986). Le début de l'Holocène fut marqué par un soulèvement très rapide, qui se traduisit par une émergence de plus de 30 m/1000 ans bien que le strandflat de Kvadehuk ne fut pas recouvert par les glaces lors du Weichsel, car autrement on ne comprendrait pas pourquoi les niveaux de plage les plus anciens auraient été ainsi préservés.

Les cordons tardiglaciaires et postglaciaires les plus élevés (situés entre 30 et 45 m d'altitude), atteignent plus de 100 m de largeur et une hauteur de 5 m; ils témoignent d'une relative stabilité ou d'un abaissement lent du niveau marin ayant permis la construction de cordons aussi développés. Plus bas, à partir d'une trentaine de mètres d'altitude, l'accolement

TABLEAU I

Datations ^{14}C des échantillons de Kvadehuk et corrections d'après l'effet de réservoir (OLSSON, 1980)

Numéro de laboratoire de l'échantillon	Altitude (m au-dessus du niveau moyen des hautes mers)	Nature de l'échantillon	Âge ^{14}C (années BP)	Âge corrigé d'après l'effet de réservoir (années BP)
GX — 9908	4	Vertèbre de baleine	9670 \pm 340	9370 \pm 340
Beta — 13799	1,5	Mousses	2100 \pm 135	2100 \pm 135
Beta — 13800	- 1,5	<i>Hiatella arctica</i>	10320 \pm 120	9895 \pm 120

de dépôts de plages plus minces et moins élevés correspond à la période d'émersion la plus rapide. Un cordon soulevé situé immédiatement à l'arrière des cordons actuels, à une altitude de 4 m, date de 9370 \pm 340 BP (GX — 9908, FORMAN *et al.*, 1986) (tabl. I). Curieusement, il n'existe pas à l'extrémité du strandflat de Kvadehuk de plages datant des périodes atlantiques et sub-boréales comme on peut en rencontrer dans d'autres parties du Spitsberg (FEYLING-HANSEN et OLSSON, 1960; OLSSON et PIYANUJ, 1965; MOIGN, 1974; SALVIGSEN, 1984).

Des coquilles de l'espèce *Hiatella arctica* ont été prélevées dans les ostioles submergées à 1,5 m sous le niveau des basses mers moyennes et leur datation ^{14}C a révélé un âge de 9895 \pm 120 BP (Beta — 13 800). Ces coquilles correspondent donc à un ancien milieu infralittoral, alors que la mer stationnait à un niveau plus élevé que l'actuel.

Ces résultats indiquent que peu avant 9000 BP, le niveau de la mer n'était que de très légèrement supérieur à l'actuel, qu'ensuite le niveau marin a continué de s'abaisser pour atteindre un niveau plus bas que l'actuel — pendant cette période de dépôt originellement glacio-marin dans lequel vivaient les coquilles (Beta — 13800) a connu une phase subaérienne pendant laquelle se sont développés les cercles de pierres et les ostioles — puis qu'une transgression marine l'a emporté sur le relèvement isostatique. L'âge de 2100 \pm 135 BP (Beta — 13 799) des mousses, révèle que cette transgression débuta avant 2100 BP, date à laquelle les mousses commencèrent d'être enfouies sous le cordon littoral migrant vers la terre. Les cordons littoraux réoccuperaient donc actuellement une ancienne ligne de rivage datant de la période boréale.

En face de Hukbogen, sur la plateforme rocheuse immergée qui prolonge la péninsule, MOIGN (1974) fait état de galets bien émoussés à environ — 15 m de profondeur qui seraient les restes d'un cordon littoral aujourd'hui submergé. Cet ancien niveau marin avait été initialement interprété comme une ligne de rivage tardi-weichselienne. Toutefois, les résultats de nos recherches nous amènent à penser qu'il s'agit d'un niveau nettement plus récent.

Au début de l'Holocène, la vitesse du soulèvement isostatique fut rapide à l'extrémité de la péninsule puis se ralentit jusqu'au moment où la mer occupa un niveau actuellement immergé (— 15 m?). La vitesse de relèvement s'atténuant

de plus en plus, la remontée eustatique l'emporta alors sur le soulèvement isostatique provoquant ainsi une transgression marine.

Nous croyons que les cordons littoraux occupent leur position actuelle depuis peu de temps, car ils migrent toujours vers la terre sous l'effet des débordements de tempête. Les épandages de débordement qui tendent à combler les lagunes sont encore actifs, ou l'ont été il y a très peu de temps. En effet, la couleur claire des galets à leur surface — qui contraste avec les galets plus jaunes du reste du cordon (en raison d'un temps d'exposition plus long à l'air libre) — atteste d'un dépôt plus récent. De plus, l'absence quasi totale de galets gélifracés sur le revers des cordons est le signe d'un milieu dynamique, car la désintégration des galets par le gel requiert de nombreux cycles gel-dégel et donc un certain délai (LAUTRIDOU, 1971; LAUTRIDOU et OZOUF, 1982), et comme le souligne GUILCHER (1980), est surtout efficace à un niveau non habituellement soumis à l'action marine. C'est ce que nous avons d'ailleurs constaté dans le Kongsfjord par exemple, où les galets des cordons subrécents et des revers de cordons stables sont excessivement gélifracés, alors que les galets de plage, brassés par les vagues, sont beaucoup moins altérés par la cryoclastie. Mais, surtout, les sols structurés mis à jour dans la zone infratidale sont presque intacts, ce qui confirme un recul récent des cordons. Cette bonne conservation est incompatible avec une longue stabilité de la ligne de côte, car dans ce cas l'action érosive des vagues aurait fini par effacer les ostioles à basse mer et démanteler les cercles de pierres.

Il n'est pas possible pour l'instant de préciser si une transgression marine est responsable de la migration actuelle des cordons littoraux ou si ce mouvement est un processus normal pour ce type d'accumulation. Il est évident que la péninsule de Brögger a été affectée par une transgression marine ayant débuté avant 2100 BP (on ne peut pour le moment avancer de date plus précise), mais il n'est pas possible de savoir si elle se poursuit de nos jours.

IMPLICATIONS SUR L'INTERPRÉTATION DES VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU MARIN EN PÉNINSULE DE BRÖGGER

Ces nouveaux résultats, démontrant l'existence d'une transgression marine et d'une réoccupation d'un ancien niveau

marin holocène par des cordons littoraux migrant vers la terre par processus de débordement de tempête apportent des éclaircissements et des modifications dans les interprétations précédentes quant à l'âge et à l'origine de strandflats du Spitsberg occidental (MOIGN, 1974; GUILCHER, 1974), du moins en ce qui concerne les dépôts de plages qui les recouvrent. Jusqu'à présent, on pensait que les concentrations de galets reposant sur la partie immergée des strandflats étaient les vestiges d'un niveau marin datant de la fin de la dernière période glaciaire. La remontée eustatique très rapide, consécutive à la fonte des glaces, aurait submergé les terres jusqu'au moment où le relèvement isostatique dû à la décharge glaciaire l'emporta, cette émergence se traduisant par la succession de plages soulevées jusqu'au niveau actuel. Si tant est que ces galets immergés sont les témoins d'un ancien cordon littoral, il apparaît maintenant plus vraisemblable que ces dépôts correspondent à une ligne de rivage holocène (atlantique?), submergée par une mer devenue transgressive à la suite du ralentissement ou de l'arrêt du relèvement isostatique. Cette hypothèse n'est pas incompatible avec les travaux récents sur l'eustatisme postglaciaire (KIDSON, 1982), car une hausse d'une quinzaine de mètres du niveau marin depuis le début de l'Atlantique reste un ordre de grandeur plausible. On ne peut non plus rejeter à priori une hypothèse faisant appel à des facteurs néotectoniques locaux ou régionaux. La péninsule de Brøgger étant encadrée par des fossés d'effondrement comme le Kongsfjord ou le Forlandsundet, une subsidence pourrait également être à l'origine de cette transgression.

On peut penser que de telles transgressions ont également pu survenir à l'occasion de ralentissements pendant l'émergence postglaciaire, et que les cordons soulevés ne se sont peut-être pas mis en place pendant une phase régressive régulière, mais que de légères oscillations positives du niveau marin ont pu se produire. Le développement considérable des cordons situés à plus de 30 m d'altitude pourrait s'expliquer par une lente émergence, entrecoupée de transgressions ou de phases de stabilité du niveau marin, pendant lesquelles la dernière plage construite est érodée et le matériel redéposé sur un cordon préexistant. Un tel processus a déjà été invoqué pour expliquer la morphologie de plages soulevées, notamment sur les côtes de Norvège (MARTHINUSSEN, 1962; HALD et VORREN, 1983; MÖLLER, 1984).

CONCLUSION

Une transgression marine actuelle dans la région du Kongsfjord avait déjà été proposée par FORMAN *et al.* (1986) et par FEYLING-HANSEN (1955) et CHRISTIANSSON (1961) dans d'autres régions du Spitsberg occidental, sans toutefois que de preuves formelles aient pu être avancées. Nous croyons avoir fait la preuve qu'une transgression marine a affecté la péninsule de Brøgger pendant l'Holocène et peut-être se poursuit-elle encore aujourd'hui. L'origine de cette transgression reste à définir et d'autres recherches seraient nécessaires pour savoir si cette transgression a affecté l'ensemble du Spitsberg nord-occidental.

REMERCIEMENTS

Les missions au Spitsberg ont été organisées grâce au soutien financier du Centre national de la recherche scientifique (GIS Études arctiques n° 49 et Laboratoire de géographie de la mer (Brest) ERA 345).

Sur le terrain, nous avons bénéficié de l'aide de Mme B. Van Vliet-Lanoë (Centre de géomorphologie du CNRS, Caen) et du Dr. D. H. Mann (Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle) que nous remercions vivement pour avoir effectué les datations ¹⁴C. M. O. Haug (Norsk Meteorologiske Institutt, Oslo) nous a aimablement communiqué les données anémométriques de la station de Ny-Alesund.

Nous remercions également les lecteurs, M. C. Larssonneur et Mme B. Van Vliet-Lanoë du Centre de géomorphologie du CNRS de Caen qui ont eu l'obligeance de relire et critiquer notre manuscrit, ainsi que Mme A. Moign et M. A. Guilcher, professeurs à l'Université de Bretagne occidentale, dont les observations et les commentaires nous ont été très profitables.

RÉFÉRENCES

- BRETSCHNEIDER, C. L. (1965): The generation of waves by wind. State of the art, *National Engineering Science Co.*, Office of Naval Research, n.s. 134-6, 96 p.
- CARTER, R. W. G. et ORFORD, J. D. (1980): Gravel barrier genesis and management: a contrast, *Coastal Zone 80. Proceedings 2nd Symposium Coastal Ocean Management*, vol. 2, p. 1304-1320.
- (1981): Overwash processes along a gravel beach in South-eastern Ireland, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 6, p. 413-426.
- (1984): Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamics and morpho-sedimentary characteristics, *Marine Geology*, vol. 60, p. 377-389.
- CHRISTIANSSON, H. (1961): The Russian settlement at Russekeila and land rise in Vestspitsbergen, *Arctic*, vol. 14, p. 112-118.
- DILLON, W. R. (1970): Submergence effects on a Rhode Island barrier and lagoon and interferences on migration of barriers, *Journal of Geology*, n° 78, p. 94-106.
- DIONNE, J.-C. (1974): Cryosols avec triage sur rivage et fond de lacs, Québec central subarctique, *Revue de géographie de Montréal*, vol. 28, n° 4, p. 323-342.
- FEYLING-HANSEN, R. W. (1955): Late-Pleistocene deposits at Kapp Wijk, Vestspitsbergen, *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, n° 108, p. 1-21.
- FEYLING-HANSEN, R. W. et OLSSON, I. U. (1960): Five radiocarbon datings of post-glacial shorelines in Central Spitsbergen, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 17, n° 1-4, p. 121-131.
- FORMAN, S. L. et MILLER, G. H. (1984): Time-dependant soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Brøggerhalvøya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago, *Arctic and Alpine Research*, vol. 16, p. 381-394.
- FORMAN, S. L., MANN, D. H. et MILLER, G. H. (1986, sous presse): Late Weichselian and Holocene Relative Sealevel History of Brøggerhalvøya, Spitsbergen, *Quaternary Research*.
- GALVIN, C.J. Jr. (1972): Waves breaking in shallow water, in *Waves on Beaches*, R. Meyer (édit.), London, Academic Press, p. 413-456.

- GUILCHER, A. (1974): Les «rasas»: Un problème de morphologie générale, *Annales de Géographie*, n° 455, p. 1-33.
- (1980): Observations géomorphologiques sur les littoraux subarctiques de la pointe nord de l'île de Sakhaline, *Revue de géomorphologie dynamique*, vol. 29, p. 101-115.
- HALD, M. et VORREN, T. O. (1983): A shoreline displacement curve from the Tromsø district, north Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 63, p. 103-110.
- HAYES, M. O. et KANA, T. W. (édit.) (1976): Terrigenous clastic depositional environment. Some modern examples, *Technical Report n° 11-CDR*, University of South Carolina, U.S.A., 315 p.
- HÉQUETTE, A. (1985): Découverte de structures de cryosols immergés et hypothèse de transgression marine récente en péninsule de Brøgger (Spitsberg), *Norøis*, t. 32, n° 127, p. 429-433.
- HUME, J. D. et SCHALK, M. (1964): The effects of ice-push on Arctic beaches, *American Journal of Science*, vol. 262, n° 1, p. 267-273.
- HUNTLEY, D. A. et BOWEN, A. J. (1975): Comparison of the hydrodynamics of steep and shallow beaches, in *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation*, J. Hails and A. P. Carr (édit.), London, Wiley, p. 69-109.
- KEMP, P. H. (1975): Waves asymmetry in the nearshore zone and breaker area, in *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation*, J. Hails and A. P. Carr (édit.), London, Wiley, p. 47-67.
- KERGOMARD, C. (1982a): *Recherches sur les climats océaniques du secteur arctique européen*, Thèse du 3^e cycle (non publiée), Université de Lille, 241 p. + 128 p.
- (1982b): Quelques effets de la circulation atmosphérique sur l'extension des glaces marines dans les mers arctiques européennes, *Norøis*, t. 29, n° 116, p. 599-613.
- KIDSON, C. (1982): Sea level changes in the Holocene, *Quaternary Science Review*, vol. 1, n° 2, p. 121-151.
- LACOMBE, H. (1965): *Cours d'océanographie physique (Théorie de la circulation générale, houles et vagues)*, Paris, Gauthier Villars, 392 p.
- LAUTRIDOU, J.-P. (1971): Conclusions générales des expériences de gélification, *Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, Bull. n° 10, p. 63-84.
- LAUTRIDOU, J.-P. et OZOUF, J.-C. (1982): Experimental frost shattering. 25 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS, *Progress in Physical Geography*, vol. 6, n° 2, p. 215-232.
- LEATHERMAN, S. P. (1976): Barrier island dynamics: overwash processes and eolian transport, *Proceedings 15th International Conference Coastal Engineering, Honolulu*, American Society of Civil Engineers, vol. 3, p. 1958-1974.
- (édit.) (1979): *Barrier Islands*, New York, Academic Press, 325 p.
- MARTHINUSSEN, M. (1962): ¹⁴C-datings referring to shorelines, transgressions, and glacial substages in northern Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse*, n° 115, p. 37-67.
- MOIGN, A. (1974): *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental*, Thèse d'État, Brest, 727 p.
- MOIGN, A. et HÉQUETTE, A. (1985): Évolution estivale d'un littoral arctique en péninsule de Brøgger (Spitsberg), *Norøis*, t. 32, n° 125, p. 5-17.
- MÖLLER, J. J. (1984): Holocene shoreline displacement at Nappstaumen, Lofoten, north Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 64, p. 1-5.
- NICHOLS, R. L. (1961): Characteristics of Beaches Formed in Polar Climates, *American Journal of Science*, vol. 259, n° 9, p. 694-708.
- OLSSON, I. U. (1980): Content of ¹⁴C in marine mammals from northern Europe, *Radiocarbon*, vol. 22, p. 662-675.
- OLSSON, I. U. et PIYANUJ, P. (1965): Uppsala Natural Radiocarbon Measurements 5, *Radiocarbon*, vol. 7, p. 317-318.
- ORFORD, J. D. et CARTER, R. W. G. (1982): Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, n° 1, p. 265-278.
- (1984): Mechanisms to account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland, *Marine Geology*, vol. 56, p. 207-226.
- (1985): Storm-generated dune armouring on a sand-gravel barrier system, southeastern Ireland, *Sedimentary Geology*, n° 42, p. 65-82.
- SALVIGSEN, O. (1984): Occurrence of pumice on raised beaches and Holocene shoreline displacement in the inner Isfjorden area, Svalbard, *Polar Research*, n° 2, n.s., p. 107-113.
- SHORT, A. D. (1976): Observations on Ice Deposited by Waves on Alaskan Arctic Beaches, *Revue de géographie de Montréal*, vol. 30, n° 1-2, p. 115-122.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1982): Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation. Leurs conséquences, *Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference Calgary*, 1981, p. 116-122.
- (1985): Frost Effects in Soils, in *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, J. Boardman (édit.), London, Wiley, p. 117-158.
- WASHBURN, A. L. (1956): Classification of patterned ground and review of suggested origins, *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 67, n° 7, p. 823-865.
- (1969) Weathering, frost action and patterned ground in the Mesters Vig District, Northeast Greenland, *Meddelelser om Grønland*, vol. 176, n° 4, 303 p.
- WISEMAN, W. J., Jr., OWENS, E. H. et KAHN, J. (1981): Temporal and spatial variability of ice-foot morphology, *Geografiska Annaler*, vol. 63A, n° 1-2, p. 69-80.
- ZENKOVICH, V. P. (1967): *Processes of Coastal Development*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 738 p.